جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و یکم، بهار ۱۳۹۶

صص ۱۵۲- ۱۲۷

DOI: 10.22067/geo.v6i1.54134

آستانه‌های ژئومورفیک حوضه آبی قزل‌اوزن

غلام حسن جعفری[1]- استادیار ژئومورفولوژی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران. نویسنده مسئول

فاطمه بختیاری- کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۱۲/٦ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۱۱/۲

چکیده

یکی از موضوعات محوری در مطالعات ژئومورفیک، بررسی چگونگی روند تغییرات در اشکال سطح زمین است. امروزه ماهیت مطالعات ژئومورفولوژی را تبیین و تحلیل فرم و فرایندهای ژئومورفیک موجود در سطح زمین تشکیل می‌دهد. در دیدگاه سیستمی، تحلیل‌های ژئومورفیک بر اساس رابطه میان فرم و فرایند صورت می‌گیرد. آستانه‌های ژئومورفیک به این علّت که شرایط مرزی در وقوع تغییرات را نشان می‌دهند و نیز به‌منظور درک تغییرات زمانی، یکی از مفاهیم اساسی در تئوری سیستمی است، از اهمیت قابل‌توجهی برخوردار است. این پژوهش که مبتنی بر مطالعات کتابخانه‌ای و میدانی در حیطهٔ آستانه‌ها و تعادل در راستای تحلیل سیستمی است تلاش دارد آستانه‌ها و طبقه‌بندی آن را در حوضه قزل‌اوزن موردمطالعه قرار دهد. بر همین اساس در سه محور مختلف، درونی، بیرونی و ترکیبی،تجزیه‌وتحلیل مجازی فرم و فرایندهای حوضه با کمک نقشه‌های توپوگرافی، لیتولوژی، شیب، خشکسالی (با کمک شاخص SPIو Moran)، ژئونرون‌های حوضه (با کمک نقشه‌های هم‌دما و هم‌بارش و استفاده از روش جاستین[2])، ردیابی دریاچه‌های قدیمی و سطوح فرسایشی، شواهد ژئومورفولوژیکی اسارت و انحرافانجام‌شده است.نتایج نشان داد که در قسمت جنوب حوضه نوعی تعادل ژئومورفیک حاصل‌شده و دلیل آن را می‌توان تخلیه تدریجی چاله بیجار و شکل‌گیری سطوح فرسایشی آن دانست. با تخلیه این سطوح رودخانه‌های مهمی همچون انگوران‌چای و سجاس‌رود تغییر مسیر داده و با انحرافی که به دست آورده‌اند در شرایط کنونی در جای دیگری به قزل‌اوزن می‌ریزند. بررسی ژئونرون‌های منطقه نیز نشان داد که پایاب زنجان‌رود و میانه تحلیل‌برنده بوده و مقدار آبی که دریافتی بسیار کم‌تر از آبی است که از آن‌ها خارج می‌شود و اگر رودخانه‌هایی همچون انگوران‌چای، قلعه‌چای و قرنقوچای در مسیر به قزل‌اوزن نمی‌پیوست، چه‌بسا رودخانه کاملاً خشک می‌شد. این در حالی است که اکثر زیرحوضه‌های منطقه (سرآب و پایاب) جزء تقویت‌کننده‌ها بوده و همین امر سبب شده رودخانه قزل‌اوزن در این مناطق به دلیل وارد شدن مادّه و انرژی از زیرحوضه‌ها، همچنان پویا بماند و از تعادل ژئومورفیک خود دور شود.

کلیدواژه‌ها: آستانه، ژئونرون، سیستم، انحراف، اسارت.

---

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۷۷۵۱۹۲۲۷ Email: jafarihas@yahoo.com

2 Justin

۱. مقدمه

واژهٔ آستانه کـه توسـط شـیوم و فـابریج در سـال ۱۹۸۰ بـه حیطـه مطالعـات ژئومورفولـوژی وارد شـد، درواقعمعرف لحظه‌ای است که یک سیستم به عامل بیرونی مانند بروز تغییرات اقلیمی واکنش نشان مـی‌دهـد (وی تک و جیاردینو[1]، ۱۹۹۳: ٦٥). مفهوم آستانه‌های ژئومورفولوژیکی بیان‌کننده شرایطی است کـه عملکـرد یک فرایند به‌ویژه درصدد رساندن سیستم به تعادل جدید است که این شرایط، از ناحیه‌ای به ناحیهٔ دیگـر در رابطه با ویژگی‌های محلی و نحوهٔ ترکیب عوامل با یکدیگر متفاوت است. زمـان انعکـاس ایـن تغییـرات در رفتار سیستم، معرف زمان آستانه‌هاست (بیاتی خطیبی، ۱۳۸٦: ۱۲). ازنظر شیوم آسـتانه‌هـای ژئومورفیـک بـه دودسته درونی؛ که مربوط به درون یک سیستم ژئومورفیک است و بیرونی؛ که تحت‌تأثیر متغیرهـای بیرونـی مانند تغییرات اقلیمی قرار دارد، طبقه‌بندی‌شده است (حسین‌زاده و رحیمی هرآبادی، ۱۳۹۳: ۱). تفاوت اصلی میان انواع آستانه‌های درونی و بیرونی در این است که آستانه‌های درونی باعث تغییـر در سـاختار سیسـتم‌هـا نمی‌شوند؛ ولی آستانه‌های بیرونی تحت‌تأثیر متغیرهای بیرونی، درون یک سیستم ژئومورفیک را دچار تغییر و دگرگونی می‌کند (الورفیلد[2]، ۲۰۱۱: ٤۰). یک سیستم ژئومورفیک تنها با تغییر در متغیرهای بیرونی با آسـتانه-های خارجی مواجه می‌شود؛ مانند واکنش سیستم‌های مخـروط‌افکنـه، رودخانـه‌هـا، یخچـال‌هـا و غیـره، بـه تغییرات اقلیمی یا تکتونیک که باعث تغییر سیستم ژئومورفیک شده و خود را با شرایط جدید سازگار می‌کند (هوگت[3]، ۲۰۱۱: ۲۲).زمانی که حدّ آستانه درنتیجهٔ فرایندهای بیرونی روی دهد آستانهٔ خارجی نامیده می‌شود (چارلتون[4]، ۲۰۰۸: ۱۵). با توجه به موارد مذکور می‌توان گفت کـه رمـز درک میـزان تحـوّل چشـم‌انـدازهای ژئومورفولوژی با تعیین آستانه‌ها و بروز تغییرات عمده در ارتباط است. در این مورد می‌توان به بروز آشفتگی در سطوح دامنه‌ها، فرایندهای فرسایشی در لبهٔ سیرک‌ها و تشکیل آبشارها در مسیر رودخانـه‌هـا اشـاره‌نمـود (وی تک و جیاردینو، ۱۹۹۳: ٦٥). با توجّه به رونـد رسـوب‌گـذاری درطـی سـال‌هـای بهـره‌بـرداری از سـد سفیدرود، حدود نیمی از ظرفیت مفید آن ازدست‌رفته است (لشته‌نشایی، مهرمطلق، ۱۳۸۱: ۱ و لشته‌نشـایی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲).

هاک[5] (۱۹۷۵) چشم‌اندازهای ژئومورفولوژیکی آبراهه را تحت‌عنوان لندفرم‌های ترکیبی حوضه در حالات ناتعادلی، تعادل و عدم‌تعادل موردپژوهش قرار داده است که نشان‌دهنده رفتـار رودخانـه مـی‌باشـند. هامونـد (۲۰۰۰) معتقد است که با انحراف یا اسارت رودخانه و افزایش مساحت حوضه زهکشی، دبی رودخانـه نیـز

1 Vitek & Giardino
2 Elverfeldt
3 Huggett
4 Charlton
5 Hack

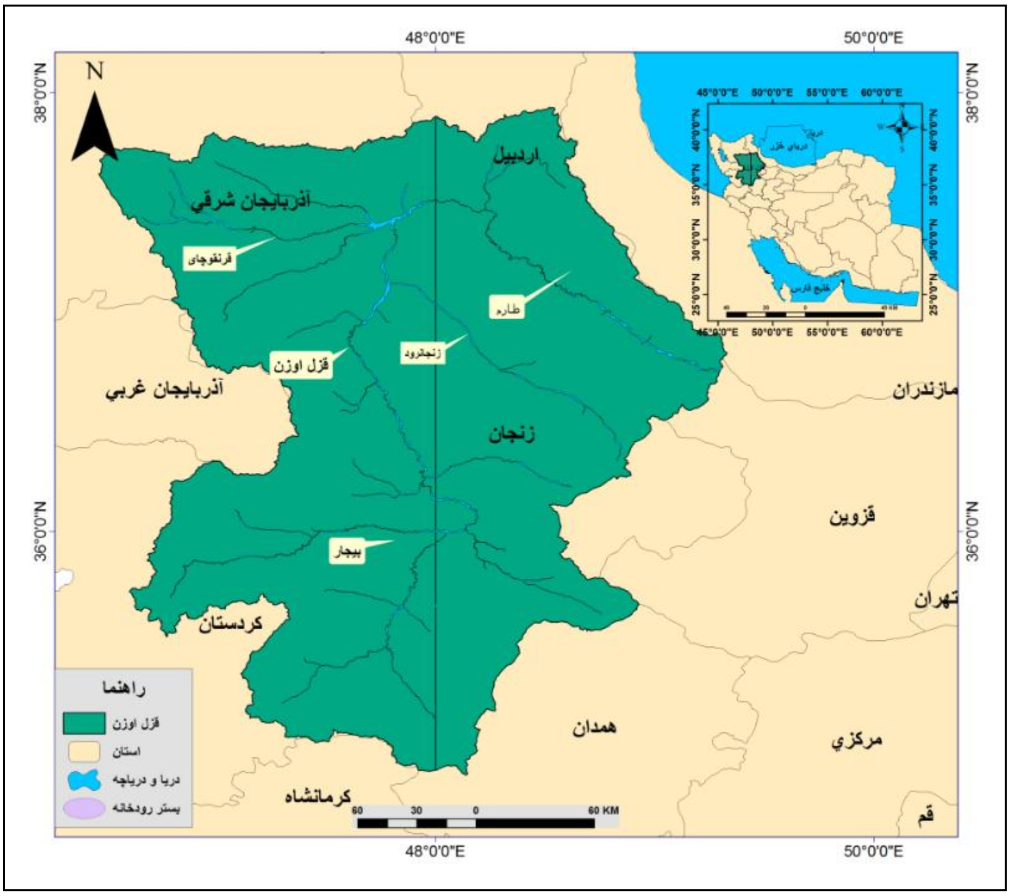
افزایش می‌یابد، چنین تغییری، فرسایش و جابه‌جایی بیش‌تر مواد را به‌همراه داشته و منجر به برهم خوردن محاسبات کمّیِ رسوبات منطقه می‌شود.رامشت و توانگر (۱۳۸۱) مفهوم تعادل در دیدگاه‌های فلسفی ژئومورفولوژی را به کار بردند و به این نتیجه‌رسیدند که در دیدگاه سیستمی یا مدل جریان ماده و انرژی، سیستمِ حامل و هادی تحلیل‌های ژئومورفیک، بر اساس رابطهٔ فرم و فرایند صورت می‌گیرند و لذا تعادل حالت یا رابطه معیّنی از نحوهٔ ارتباط فرم و فرایند تلقی می‌شود. بیاتی خطیبی (۱۳۸٤) انواع تعادل در شبکه‌های رودخانه‌ای و نحوهٔ تشکیل تراس‌های مرکب را موردبررسی قرارداد و عنوان نمود که شبکه‌های رودخانه‌ای برای رسیدن به تعادل نهایی، معمولاً روند طبیعی خود را ادامه می‌دهند؛ مگر اینکه یکی از متغیرهای دخیل، به عللی تغییر یابد. با تغییر در هر یک از متغیرها، نظیر تغییر در نیروهای رودخانه‌ای (مانند افزایش یا کاهش دبی) و یا نیروهای مقاومتی در بستر، شیب نیمرخ طولی و حتی ارتفاع شاخ‌آب‌های فرعی متصل به رودخانهٔ اصلی نیز تغییر خواهد یافت.قنبرزاده و همکاران (۱۳۸۵) علل و عوامل ناپایداری دامنه‌ها در حوضهٔ آبریز رودخانه تبارک آباد قوچان را موردبررسی قراردادند، نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های لیتولوژی، سیستم‌های زهکشی و ژئومورفولوژی حوضه، آشکار ساخت که وجود سازندهای زمین‌شناسی، شرایط مساعد فیزیوگرافی همراه با کاربری غیراصولی زمین از مهم‌ترین علل ناپایداری دامنه‌ها محسوب‌می‌شوند.حیدری و مقیمی (۱۳۸٦) ژئومورفولوژی و مدیریت سیستمی رودخانه را موردبررسی قراردادند، در این مطالعه بر اساس رویکرد سیستمی، تأثیر عوامل ژئومورفیک، تحمیل شرایط مصنوعی و چالش‌های مدیریتی بررسی‌گردید و مشخص شد که تحمیل شرایط مصنوعی و یک‌سونگر به‌طور پیوسته بر حوضه وجود دارد که حوضه و رودهای آن را دچار تغییرات آستانه‌ای، رفتار طغیانی و نامتعادل و پیچیده نموده است.بیاتی خطیبی و همکاران (۱۳۹۰) آستانه‌های توپوگرافیکی و تحلیل نقش نوع سازندهای سطحی در توسعهٔ خندق‌ها در دامنه‌های کوهستانی نواحی نیمه‌خشک شورچای بااستفاده از شاخص‌ها و ضرایب مختلف مانند شاخص‌هایV وTCI را موردمطالعه قراردادند، نتایج حاصل از این بررسی نشان می‌دهد که در بخش‌های مختلف حوضه، شیب و نوع سازندهای سطحی دامنه‌ها نقش اولیه را در فراهم‌نمودن زمینه لازم برای تشکیل خندق‌ها ایفا نموده است.رحیمی هرآبادی و هدائی‌آرانی (۱۳۹۱) مفهوم تعادل و طبقه‌بندی آن در ژئومورفولوژی را موردمطالعه قراردادند، یافته‌های تحقیق نشان داد که مفهوم تعادل در دیدگاه دیویسی در قالب تحلیل فرم‌های اراضی و شکل لندفرم‌ها، در دیدگاه کاتاستروفیسم در حاکمیت یک فرایند غالب ژئومورفولوژیک و یا تعادل بین نیروهای عمل‌کننده و در دیدگاه سیستمی حالت یا رابطه معیّنی از نحوهٔ ارتباط فرم و فرایند در یک سیستم ژئومورفیک معنا شده است.کرم و همکاران (۱۳۹۲) مفهوم تعادل، آستانه‌های بحرانی و مخاطرات‌محیطی در سیستم‌های ژئومورفولوژی و جایگاه آن در پایداری محیط را بررسی

نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد، سیستم‌های ژئومورفیک هرکدام در مراحل مختلفی از روند تغییـرات محیطـی و تکامل خود شرایط پایداری و ناپایداری‌هایی تحت شرایط بیرونی و درونـی قـرار مـی‌گیرنـد. بـه‌طـوری‌کـه شناخت سطح‌تعادل (به‌عنوان شرایط پایداری عناصر ژئو سیستم)، حـدّ آسـتانه‌هـا (بـه‌عنـوان مـرز تغییـرات فرایندهای حاکم بر ژئو سیستم‌ها و مرز هشدار دهی) و بحران‌های‌محیطی (به‌عنوان زمان ناسازگاری سیستم-های طبیعی و انسانی)، می‌تواند روند تغییرات ژئو سیسـتم‌هـا را مـدیریت نمـود.ثروتی و همکـاران (۱۳۹۳) آستانه‌های ژئومورفولوژیکی آبکند زایی در حوضه آبریز کچیک، شمال‌شرق استان گلسـتان را مـورد تحلیـل قراردادند، نتایج این پژوهش نشان داد که کلیّهٔ عوامل ژئومورفولوژی به‌میزان دامنهٔ اثرگذاری و آستانه‌هایشـان در شکل‌گیری و گسترش آبکند مشارکت دارند.حسین‌زاده و رحیمی هرآبادی (۱۳۹۳) در مقاله‌ای تحت‌عنوان مفهوم آستانه‌ها در ژئومورفولوژی به این نتیجه رسیدند که آستانه‌های ژئومورفیک به‌عنوان جداکنندهٔ حالـت-های متفاوت یک سیستم از یکدیگر قابل‌شناسایی می‌باشند، درواقع بـا وقـوع آسـتانه، فراینـدهای حـاکم بـر سیستم‌های ژئومورفیک تغییر پیدا می‌کند، این مفهوم اساساً بیان‌کنندهٔ شرایطی است که عملکرد یـک فراینـد، درصدد رسیدن یک سیستم به تعادل جدیداست. رودخانه قزل‌اوزن و سرشاخه‌هایش در طی کواترنری در پی دست یافتن به انطباق زمین‌شناسی، دائماً جابه‌جا گردیده و براثر ایـن جابـه‌جـایی بعضـی از اوقـات سـطوح تراکمی به کاوشی و یا بالعکس تبدیل‌شده‌اند. این جابه‌جایی هـم‌اکنـون نیـز ادامـه داشـته و سـبب شـده کـه رودخانه از تعادل ژئومورفولوژیکی خود دور بماند. بررسی حوضه‌ای سطوح کاوشی، تراکمـی و متعـادل بـا کمک آستانه‌های ژئومورفولوژیکی هدف اصلی این بررسی است. آستانه‌هـای ژئومورفیـک در حوضـه آبریـز قزل‌اوزن بـر اسـاس سـه محـورِ درونـی، بیرونـی و ترکیبـی از عوامـل فـوق شـامل نمونـه‌هـایی از مسـائل ژئومورفولوژی مانند فرم منحنی میزان‌ها، لیتولوژی، اسارت و انحراف، فرسـایش خنـدقی، تکتونیـک، شـیب، خشکسالی و ژئونرون مورد بررسی قرارگرفته است.

۲. موقعیت منطقه موردمطالعه

سیستم رودخانه‌ای قزل‌اوزن که در شمال‌غرب کشور واقع‌شده یکی از سیستم‌های رودخانه‌ای خزر اسـت که از ارتفاعات چهل چشمه کردستان بوده و با طولی بالغ‌بر ۵۵۰ کیلومتر پس از عبور از استان‌هـای زنجـان، آذربایجان‌شرقی و اردبیل ضمن دریافت شاخه‌های متعدّد در طول مسیر خـود در اسـتان گـیلان بـا رودخانـه شاهرود تلاقی و وارد مخزن سفیدرود می‌گردد. وسعت حوضه‌آبخیز آن نزدیک به ٤۹٤۰۰ کیلومترمربع اسـت (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۰: ٤). این رودخانه بین استان کردسـتان، زنجـان، آذربایجـان‌شـرقی، اردبیـل، همدان و بخش کوچکی از استان‌های قزوین، آذربایجان‌غربی و گیلان قرارگرفته و در عرض‌های جغرافیـایی

۳٤ درجه و ٥٥ دقیقه تا ۳۷ درجه و ٥٥ دقیقه عرض شمالی و ٤٦ درجه و ۲۷ دقیقه تا ٤۹ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی گسترده شده است (شکل ۱).



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه موردمطالعه

۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش با تکیه‌بر دیدگاه سیستمی، حوضهٔ آبی قزل‌اوزن با روش‌های مختلف اسنادی، کتابخانه‌ای، نرم‌افزاری، میدانی و هم‌چنین با کمک نقشه‌های توپوگرافی ۱/٥۰۰۰۰، زمین‌شناسی ۱/۲٥۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ موردبررسی و پژوهش قرارگرفته، آمار و اطلاعات موردنیاز نیز از سازمان‌های آب‌منطقه‌ای، وزارت نیرو و آبخیزداری جمع‌آوری، سپس به‌کمک نرم‌افزارهای Arc Gis، Raster Stich، Global Mapper، Google Earth، Surfer، Spss، Excell وMatlab مورد تحلیل قرارگرفته‌اند.به‌این‌ترتیب از داده‌های همسان‌سازی شدهٔ ۲۹ و ۸٤ ایستگاه داخل حوضهٔ قزل‌اوزن استفاده‌شده است.بین دما و ارتفاع، هم‌چنین بارش و ارتفاع

ایستگاه‌های حوضه روابط رگرسیونی گرفته‌شد (روابط ۱ و ۲). سپس با استفاده از روابط به‌دست‌آمده در محیط جی‌آی‌اس، نقشه هم‌دما و هم‌بارش حوضه، ترسیم و در تجزیه‌وتحلیل‌ها مورداستفاده قرار گرفت.

رابطه (۱): دما $R^2= 0/836 Y= 0/0045x + 18/06$

رابطه (۲): بارش $R^2= 0/7535 Y= 0/2008x- 36/603$

برای بررسی آستانه‌های ژئومورفولوژیکی حوضه قزل‌اوزن از روش‌هایی همچون: تحلیل مجازی فرم و فرایندهای حوضه با کمک نقشه‌های توپوگرافی، بررسی لیتولوژی منطقه، ارزیابی شیب منطقه، بررسی خشکسالی منطقه با کمک شاخص SPI وMoran، بررسی ژئونرون‌های حوضه با کمک نقشه‌های هم‌دما و هم‌بارش و استفاده از روش جاستین[1]، ردیابی دریاچه‌های قدیمی و سطوح فرسایشی، شناسایی شواهد ژئومورفولوژیکی اسارت و انحراف، مشخص ساختن گالی‌های منطقه استفاده شد.

٤. بحث و نتایج

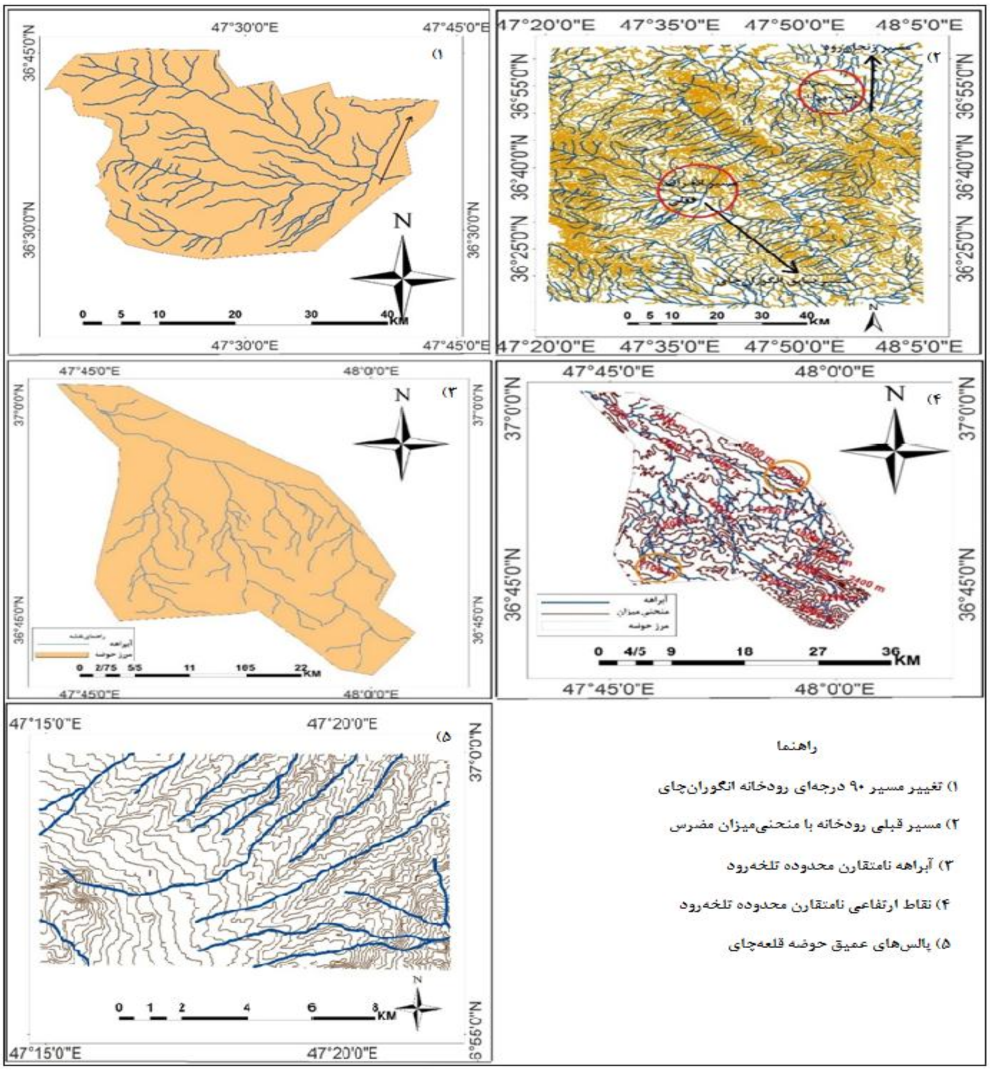
در فرم منحنی‌میزان‌های حوضه، چهار فرم شناسایی شد که عبارتند از؛ فرم صاف یا ساده، فرم سینوسی (ساده، پنجه‌ای و بای‌مدال)، فرم پالسی وفرم موجدار. این فرم‌ها به دو صورت تراکمی و کاوشی در سطح حوضه پهنه‌بندی و مرز آن‌ها (که بیانگر تغییر و تحولات حوضه می‌باشد) مشخص گردید. لندفرم‌های ساختمانی معرف سطوحی هستند مثل تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها (که براثر اعمال نیروهای درونی بر روی لایه‌های رسوبی زمین به وجود آمده‌اند و فرم آبراهه‌ها در این محدوده‌ها به‌صورت همگرا می‌باشد)، یا فرم‌های گسلی و نامتعادل (این فرم‌ها نیز براثر نیروهای درونی زمین به وجود آمده‌اند و به‌صورت شیب‌های تندی مشخص می-باشند؛جایی که فرم ترازها ناگهان تغییریافته و یا وجود آبراهه‌های نقطه‌ای واگرا در امتداد گسل، این محدوده را قابل تفکیک ساخته است). لندفرم‌های کاوشی نیز که دارای توپوگرافی خشنی می‌باشند به دو دسته تقسیم می-شوند؛ الف) لندفرم‌های کاوشی تدریجیکه درواقع روال فرسایش در آن‌ها طبیعی و کند است، یعنی تغییرات اساسی در فرم منحنی میزان‌ها ایجاد نمی‌شود و ب) لندفرم‌های کاوشی کاتاستروف یا ناگهانی که این نوع لندفرم‌ها غیرطبیعی‌اند و نوع سینوس‌ها در آن به‌صورت پالسی می‌باشد.

لیتولوژی و اسارت و انحراف:یکی از عوامل درونی که بر روی آستانه‌ها اثر می‌گذارد وضعیت لیتولوژیکی حوضه‌هاست. لیتولوژی قزل‌اوزن به هفت دسته تقسیم شد: آذرین (نفوذی، بیرونی و دگرگونی)، مارن، کنگلومرا، مخروط‌افکنه‌های قدیم، رودخانه‌ای، مخروط‌افکنه‌های جدید، رسوبی.قسمت وسیعی از حوضه را رسوبات مارن در برگرفته، این رسوبات ناپایدارترین رسوبات منطقه می‌باشد.میان لایه‌های مارنی که هسته تاقدیس‌های گذشته هستند بیش‌ترین تغییر و تحوّلات حوضه را به خود اختصاص داده‌اند. در قزل‌اوزن هر جا

1 Justin

که رسوبات آبرفتی روی مارن‌ها را پوشانده، حاکی از شرایط آلوویالی در منطقه می‌باشد. حال اگر چنین مناطقی هم‌اکنون تحت‌تأثیر چنین فرایندی نباشند حاکی از تغییر مسیر رودخانه است، اگر مسیر آبراهه‌ها در مارن‌ها تغییر نکرده باشد به‌مرورزمان با عقب‌نشینی کنیک کوهستان دشت‌سرهایی ایجاد می‌شود که از مواد آبرفتی پوشیده می‌شوند، امّا با تغییر مسیر رودخانه، شرایط ویژه‌ایبه وجود می‌آورد. این تغییر مسیر ممکن است در ناهمواری‌هایی که به‌صورت تاقدیس و ناودیس هستند اتّفاق بیفتد، جریان آب برای رسیدن از یک ناودیس به ناودیس دیگر مجبور است از تاقدیس بگذرد که همین امر موجب ایجاد انحرافاتی در مسیر رود می‌گردد (انگوران‌چای، قلعه‌چای و غیره). شواهد این انحرافات می‌تواند به چندین صورت شناسایی شود (شکل ۲): ۱- تغییر مسیر با زوایای ۹۰ درجه یا بیش‌تر در امتداد رودخانه‌ها. در طی زمان، رودخانه‌ها در حوضه آبریز خود ازنظر توپوگرافی، هیدرولوژیکی و شبکه آبراهه‌ای به‌نوعی تعادل دست می‌یابند. در مسیرهای آبراهه‌ای که لیتولوژی همگن باشد مسیر آبراهه، کمتر دچار پیچ‌های تند تغییر مسیر می‌گردد. وجود این پیچ‌های تند که جهت مسیر رودخانه را ناگهان تغییر داده ناشی از اسارت یا انحرافی بوده که در مسیر رودخانه به وجودآمده است. با بررسی ۱۱۳ نقشه توپوگرافی، پنج منطقه که چنین ویژگی را داشته‌اند، شناسایی گردید.۲-قسمت ابتدایی و میانی رود یعنی سرچشمه و میاناب، مسیر حمل رسوبات هستند و قسمت پایاب (گاهی در میاناب)، محل برجای گذاری رسوبات می‌باشد. رسوبات آبرفتی، در سرچشمه‌ها قرار نمی‌گیرند، بودن آن‌ها در سراب قزل‌اوزن، یا حاکی از تغییر مسیر رودخانه است یا به ساختمانی بودن دشت‌های سراب اشاره دارد.بر اساس یافته‌های رامشت (۱۳۹۲) خطوط منحنی‌میزان در رسوبات آبرفتی که تا حدّی دیاژنز شده‌اند، با تضارس شکسته و بدون ایجاد قلل تظاهر می‌کند. وجود چنین الگویی از منحنی‌میزان و تأیید وجود چنین رسوباتی در سرآب رودخانه‌ها در مطالعات میدانی، حاکی از آن است که محیط موردنظر در طی کواترنری،محلی از رسوب‌گذاری بوده تا کاوشی. چنین وضعیتی در دندی بعد از تغییر مسیر انگوران‌چای و در سرآب بخشی از قسمت‌های جنوبی زنجان‌رود در مجاورت تلخه‌رود در مهرآباد کاملاً مشهود است. ۳-یک حوضه باگذشت زمان تقریباً متقارن می‌شود؛ یعنی ساحل سمت چپ و راست آن در طی زمان هم‌اندازه و متقارن می‌گردد. برهم خوردن چنین وضعیت یا براثر تکتونیک است یا براثر اسارت و انحراف رودخانه‌ها؛ عامل اصلی در بخش‌های زیادی از قزل‌اوزن، تغییر مسیر رودخانه بوده است. کوتاه‌تر بودن طول آبراهه‌ها در یک‌طرف رودخانه نسبت به‌طرف دیگر در قزل‌اوزن، حاکی از تغییر مسیر رودخانه است. قسمتی که طول آبراهه‌ها خیلی کوتاه است همراه با رسوبات کنگلومرایی در سراب، امتداد مسیر قبلی رودخانه را نشان می‌دهد. در هر پنج حوضه ما این نمونه به‌خوبی بارز می‌باشد. به‌عنوان‌مثال در رودخانه مهرآباد، آبراهه‌ها به‌گونه‌ای هستند که ساحل سمت چپ دارای سرشاخه‌های متعددی است، درصورتی‌که ساحل سمت راست فاقد آبراهه می‌باشد.٤-تفاوت ارتفاعی در

سواحل حوضه‌های آبریز امر اجتناب‌ناپذیری است؛ امّا زمانی که تفاوت ارتفاع همـراه بـا طـول آبراهـهٔ کمتـر و وجود رسوبات آبرفتی دیاژنز شده در خط تقسیم آب باشد، حاکی از تغییر مسیر ۹۰ درجه‌ای رودخانـه، نسـبت به مسیر قبلی است. ساحلی که ارتفاع کم‌تری دارد درواقع امتداد مسیر قبلی را نشان می‌دهد. چنـین شـاهدی در مکان‌هایی که به‌عنوان تغییر مسیر از آن‌ها یادشده بسیار بارز هستند. منحنی میزان‌هایی بـا پـالس‌هـای عمیـق یـا سینوس‌های عمیق در بین و پایین‌دست منحنی‌میزان‌های صاف تا سینوسی ساده، دلیلی بر تغییر مسـیر رودخانـه هستند. هرچه منحنی میزان‌ها صاف‌تر باشند یعنی طول مدّت زمان تعادل آن‌ها بیشتر بوده و هرچـه پـالس‌هـای عمیق داشته باشند یعنی تعادل آن‌ها جدیداً به‌هم‌خورده و فرسایش قهقرایی داشته‌اند.



شکل ۲ شواهد ژئومورفولوژیکی پدیده اسارت

فرسایش خندقی؛قدوسی (۱۳۸۲) معتقد است،انواع مختلف فرسایش آبی موجب هدررفت خاک و درنتیجه پیامدهای منفی و خسارت‌بار ناشی از آن می‌شود، امّا فرسایش خندقی در مقایسه با سایر انواع فرسایش آبی از عوامل مهم و تهدیدکننده تعادل منابع زیست‌محیطی و ناپایداری آن محسوب می‌شود. عوامل زمینه‌ساز آبکند، آستانه‌های توپوگرافی، خاک و نوع سازند، کاربری اراضی و تغییر اقلیم می‌باشد. آن‌ها می-توانند از وسط دامنه یا از پای دامنه به سمت پایین رشد نمایند و یا در امتداد کف درّه گسترش یابند. مراحل تشکیل گالی به این صورت می‌باشد: الف) وجود یک چاله که بتواند فرصت نفوذ آب را افزایش دهد.ب) پدیدهٔ انحلال، آبراههٔ زیرزمینی ایجاد کند.ج) توسعه و گسترش آبراههٔ زیرزمینی که موجب ریزش سقف کانال می‌گردد.د) مرحلهٔ نهائی، خندق و یا گالی که در سطح‌زمین هویدا می‌شود (شکل ۳).



شکل ۳ مکانیسم تشکیل گالی (حوالی زرین‌رود)

بررسی برخی ازخصوصیات گالی‌ها مانند عرض، عمق، طول، شیب، نسبت عمق به عرض و ضریب خمیدگی آن‌ها با کمک تحلیل خوشه‌ای حاکی از آن است که گالی‌های حوضه در پنج ناحیه تشکیل الگو داده‌اند؛

ناحیه اول): ناحیه‌ای با شیب کم، نسبت عمق به عرض متوسط و ضریب خمیدگی کم: این پهنه بیش‌تر در سرآب حوضه‌ها و به‌صورت لکه‌هایی در نواحی مرکزی حوضه دیده می‌شود و حدود ۱۷/۹۱ مساحت حوضه را این پهنه در برگرفته است. تعداد گالی‌هایی که این منطقه را پوشش داده ٤۳ عدد می‌باشد. تراکم این نوع گالی در سرآب سجاس‌رود بیش‌تر از نقاط دیگر است. رسوبات مخروط‌افکنه قدیمی لیتولوژی غالب این منطقه محسوب می‌شود. این رسوبات به‌طور متغیر چیزی حدود ۱۰ الی ۲۰ متر ضخامت دارند که در زیر آن‌ها رسوبات مارن قرارگرفته است. وجود رسوبات مخروط‌افکنه قدیمی باعث شکل‌گیری گالی‌های باز در این منطقه شده است. گالی‌هایی که در قسمت جنوب‌شرقی حوضه قرار دارند، به‌خاطر این‌که در بین مرز رسوبات مختلف واقع‌شده‌اند طول زیادی ندارند؛ بنابراین در دشت‌های ساختمانی واقع‌شده‌اند و چون این دشت‌ها، از لیتولوژی مقاوم بالایی برخوردارند، مفهوم گالی در مورد آن‌ها صدق نمی‌کند. لکه‌هایی از این پهنه که به سمت زنجان‌رود متمایل شده، دو حالت دارند؛ یا این‌که چاله‌های مجازی‌اندکه در این صورت بارش آن‌ها بیش‌تر به‌صورت برف بوده و به‌آرامی ذوب می‌شوند درنهایت آبراهه‌ها به حالت دوشاخه‌ای درمی‌آیند و نمی‌توانند به رودخانه اصلی بپیوندند. یا این‌که هم مانند سرآب حوضه، همان دشت‌های ساختمانی هستند با این تفاوت که لیتولوژی این منطقه نسبت به جنوب حوضه کم‌مقاوم‌تر است، بنابراین بیش‌تر به‌صورت دره‌های U شکل دیده می‌شوند و مفهوم گالی به آن شکل که باید باشد در مورد این‌ها نیز صدق نمی‌کند.

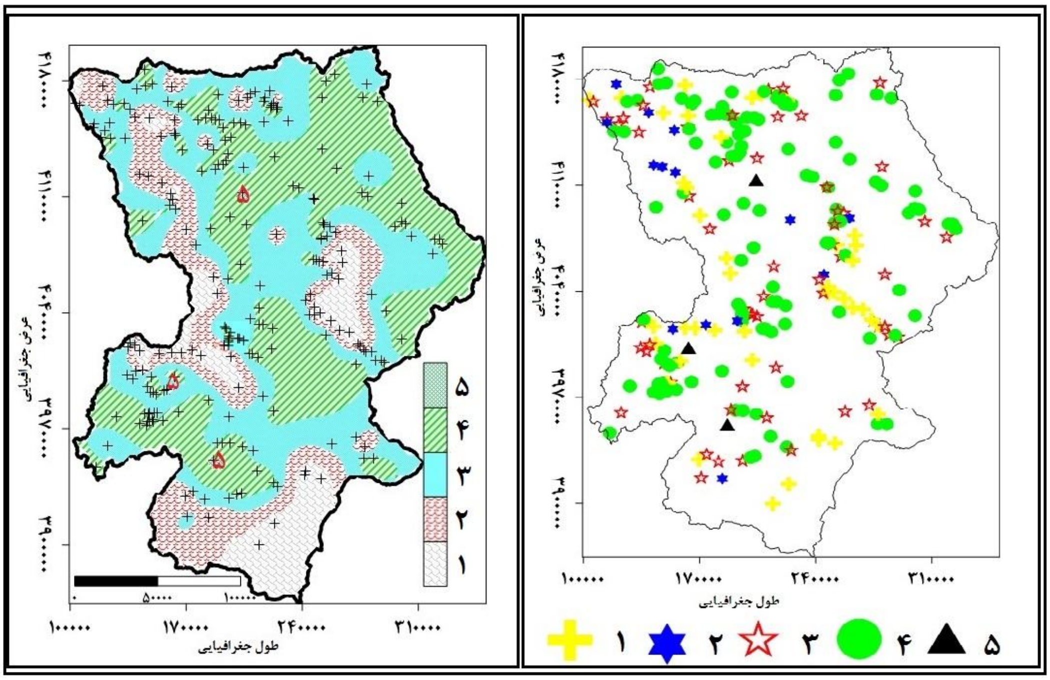
ناحیه دوم): ناحیه‌ای با شیب کم، نسبت عمق به عرض زیاد و ضریب خمیدگی کم: این پهنه در حاشیه پهنه ۱ با مساحتی برابر با ۵/۸۳ درصد، بر روی رسوبات مخروط‌افکنه ای جدید و مارن‌ها قرارگرفته و ١٤ گالی از حوضه موردمطالعه را در خود پوشش داده است. لیتولوژی این ناحیه از مقاومت چندانی برخوردار نیست و به دلیل این‌که آب به‌صورت متمرکز عمل کرده، گالی‌ها شکل‌گرفته‌اند، ولی مجدداً مفهوم گالی به آن صورت به آن‌ها تعلّق نمی‌گیرد. درواقع این نوع گالی‌ها همان درّه‌های رودخانه‌ای هستند که عریض بوده و عمق زیادی دارند. بررسی‌های انجام‌شده، این نتیجه را می‌رساند که گالی‌های پهنه ۱ و ۲ به دلیل ناتعادلی محیطِ خود شکل نگرفته بلکه به‌خاطر تفاوت جنس رسوباتی بوده که در این پهنه‌ها قرار داشته است، بنابراین می‌توان گفت که این مناطق ازلحاظ آستانه، به حدّ تعادل خود رسیده‌اند.

ناحیه سوم): ناحیه‌ای با شیب زیاد، نسبت عمق به عرض متوسط و ضریب خمیدگی زیاد: این پهنه در حوضه موردمطالعه بیش‌ترین نقش‌آفرینی را در شکل‌گیری گالی‌ها دارد. مساحتی حدود ٢٤/۵۸ درصد از حوضه را در برگرفته و ۵۹ گالی از گالی‌های منطقه را به خود اختصاص داده است. لیتولوژی غالب این پهنه را رسوبات مارن تشکیل داده، این رسوبات همان‌طور که قبلاً ذکر شد ناپایدارترین رسوبات در سطح حوضه

آبریز قزل‌اوزن به شمار می‌آیند چراکه تمام ویژگی‌هایی را که برای شکل‌گیری گالی لازم است در خود دارا هستند. در این گروه، گالی‌هایی که در حاشیه رودخانه قرارگرفته‌اند از ناپایداری بالاتری برخوردارند.

ناحیه چهارم): ناحیه‌ای با شیب بسیار زیاد، نسبت عمق به عرض کم و ضریب خمیدگی زیاد:این پهنه بیش‌ترین مساحت اختصاص‌یافته به پهنه‌بندی گالی‌ها را (۵۰/۴۱) به خود اختصاص داده و پس از پهنه سوم در مرتبه بعدی اهمیت قرار دارد. ۱۲۱ گالی از گالی‌های حوضه در این پهنه گسترش‌یافته اما با توجّه به لیتولوژی مقاوم این مناطق که اکثراً آذرین‌ها هستند اجازه فرسایش به آن صورتی را که در پهنه ۳ وجود دارد ندارند.

ناحیه پنجم): ناحیه‌ای با شیب بسیار کم، نسبت عمق به عرض بسیار زیاد و ضریب خمیدگی بسیار زیاد:این بخش از منطقه موردمطالعه بیش‌تر به‌صورت لکه‌هایی، نواحی مرکزی منطقه موردمطالعه را در برمی‌گیردو تنها ۳ مورد از گالی‌ها در این ناحیه جای گرفته‌اند. به‌عبارتی‌دیگر ۱/۲۵ درصد از مساحت منطقه موردمطالعه را پوشش داده است. میانگین شیب گالی‌ها در این منطقه از حوضه قزل‌اوزن ۰۰۹/ متر می‌باشد. ضریب خمیدگی گالی‌ها در این ناحیه بسیار زیاد می‌باشد به‌طوری‌که ضریب تغییرات خمیدگی در این ناحیه به ۲۹۴ درصد رسیده است. این گالی‌ها درواقع رودخانه‌هایی هستند که بیش‌ترین تأثیر را از تغییرات و نوسانات سطح‌اساس گرفته‌اند (شکل ٤).



شکل ٤ توزیع فضایی و پهنه‌بندی خوشه‌های گالی حاصل از تحلیل‌های چند متغیره

شیب؛ شیب ازجمله عوامل تأثیرگذار در فرسایش، حمل و رسوب‌گذاری است که از فرایندهای درونی به‌صورت مستقیم و از عوامل بیرونی نیز در تغییر آن تأثیر می‌پذیرد. شیب حوضه نقش اساسی در میزان رواناب، مقدار نفوذ، شدّت سیلاب و میزان فرسایش دارد و از عوامل بسیار مؤثر در توان آب‌دهی حوضه است، زیرا با افزایش شیب، سرعت حرکت آب افزایش‌یافته و درنتیجه میزان انرژی و فرسایش افزایش و نفوذ و زمان پیمایش آب کاهش می‌یابد. شیب در منطقهٔ قزل‌اوزن از تغییرات زیادی برخوردار است که می‌توان از سطوح صاف با شیب بسیار کم منطبق بر دشت‌ها به‌ویژه در سرآب و زنجان‌رود تا دامنه‌های با شیب زیاد در ارتفاعات حوضه و بخش طارم اشاره کرد. در کوه‌های طارم از ارتفاعات تا بستر قزل‌اوزن اختلاف ارتفاع چیزی حدود ۲۳۰۰ متر مشاهده می‌شودکه این عامل باعث شده دامنه‌ها در دو سمت رودخانه شیب بسیار بارزی داشته باشند. در این مناطق حرکات توده‌ای مانند ریزش، لغزش و سولی‌فلکسیون به‌صورت فراوان اتّفاق می‌افتد بنابراین محیط مدام در حالت ناتعادلی قرار دارد، برعکس در سرآب حوضه بین ارتفاعات و بستر قزل‌اوزن اختلاف ارتفاع چندانی وجود ندارد و شیب کم می‌باشد. هرچه شیب کم‌تر باشد محیط به تعادل خود نزدیک‌تر است.

خشکسالی؛یکی از عواملی که به‌عنوان عامل بیرونی برای بررسی آستانه‌ها مورد ارزیابی قرارگرفته خشکسالی منطقه موردمطالعه می‌باشد که بر اساس شاخص SPIمورد تحلیل قرارگرفته است. این شاخص نمایه‌ای است که بستگی به‌احتمال بارش هر زمان و مقیاس دارد و برای مقیاس‌های زمانی مختلف قابل‌مقایسه است و می‌تواند هشدار اولیه جهت پایش خشکسالی و کمک به ارزیابی شدّت آن باشد. پس از به دست آوردنِ شاخص SPI پارامترهای بارش و دبی در ایستگاه‌های موردمطالعه، مشخص گردید که هرکدام از ایستگاه‌ها چند سال دوره ترسالی، نرمال و خشکسالی را پشت سرنهاده‌اند (جدول ۱).

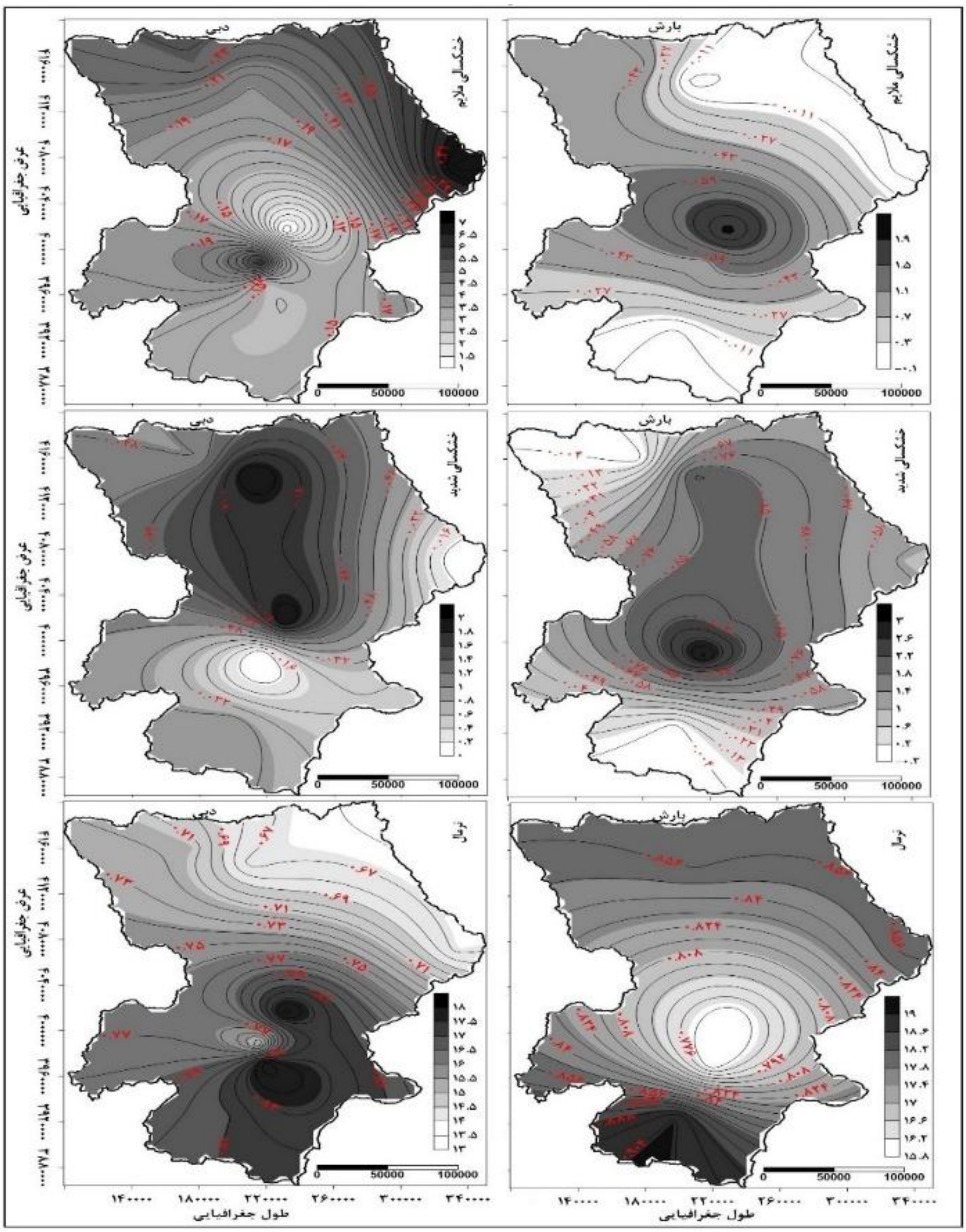
جدول ۱ طبقات مختلف خشکسالی و ترسالی بر اساس مقادیر SPI

طبقه	مقادیر SPI
ترسالی بسیار شدید	۲<
ترسالی شدید	۱/۵۵ تا ۱/۹۹
ترسالی ملایم	۱ تا ۱/٤۹
نرمال	۰/۹۹ تا ۰/۹۹ -
خشکسالی ملایم	۱ –تا ۱/٤۹–
خشکسالی شدید	۱/۵ –تا ۱/۹۹ -
خشکسالی بسیار شدید	–۲>

(مک کی و همکاران، ۱۹۹۳)

برای مقایسهٔ میـزان دقّـت بـرآورد ایـن طبقـات، از روش درون‌یـابی، اسـتفاده گردیـد. روش درون‌یـابی (کریجینگ)به فرایند برآورد ارزش‌های کمّی برای نقاط فاقد داده به کمک نقاط مجـاور و معلـوم، مـی‌گوینـد (چانگ[1]، ۲۰۰٤). کریجینگ روشی است که طی آن به ارزش هریک از مجموعه نمونه‌ها، وزن آماری نسـبت داده می‌شود، به‌گونه‌ای که ترکیب خطی (میانگین وزن‌دار) آن‌ها نااُریب شود و در بـین سـایر برآوردگرهـای خطی، پراش آن کمینه باشد (نظری‌پور و همکاران، ۱۳۹٤: ٤). بعد از میان‌یابی داده‌ها با اسـتفاده از نـرم‌افـزار Surfer نقشه‌های مربوط به هرکدام از طبقات ترسیم و این نتایج به دستآمد (شکل ۵).همان‌طور که در نقشـه خشکسالی ملایم از شکل (۵) مشاهده می‌شود؛ توزیع مکانی فراوانی و احتمال وقوع بارش بیانگر ایـن مـی-باشد که در نواحی مرکزی حوضه احتمال وقوع خشکسـالی‌هـا بـه‌صـورت ملایـم و درصـد احتمـال وقـوع خشکسالی به‌طور متوسط ۰/۰۵۹ می‌باشد. این در حالی است که نواحی شمالی بـه‌خصـوص شـمال‌شـرق و بخش‌های جنوبی حوضه این مقدار به کم‌ترین ارزش خود می‌رسد بااین‌حال بخش‌های غرب حوضه احتمال وقوع به‌صورت متوسط می‌باشد. در تحلیل خشکسالی دبی این محدوده، حالتی عکـس بـارش اتّفـاق افتـاده یعنی قسمت شرق حوضه بیشترین مقدار فراوانی دبی را دارا می‌باشد. سایر قسمت‌های حوضه دارای فراوانی متوسط می‌باشد. در توزیع مکانی خشکسالی‌های شدید بارش منطقه طبق نقشه (۵)، نواحی جنوبی متمایل به مرکز حوضه احتمال وقوع خشکسالی‌ها شدید و درصد احتمال وقوع خشکسالی به‌طور متوسط ۰/۰٦٤ مـی-باشد. درصورتی‌که نواحی شمالی به‌خصوص شمال‌غرب و بخش‌های جنوبی حوضه این مقدار بـه کـم‌تـرین ارزش خود می‌رسد، بخش‌های شمال‌شرق و شرق حوضه نیز احتمال وقـوع بـه‌صـورت متوسـط مـی‌باشـد. احتمال وقوع خشکسالی دبی نیز در این نوع از خشکسالی به این صورت است که نواحی شمالی متمایـل بـه مرکز حوضه دارای خشکسالی شدید، درحالی‌که نواحی غربی و جنوبی متمایل به مرکز، این مقدار به کم‌ترین مقدار ارزش خود می‌رسد؛ بنابراین می‌توان گفت در توزیع مکانی بـین بـارش و دبـی در خشکسـالی شـدید رابطه نسبتاً مستقیمی وجود دارد. در تحلیل توزیع مکانی بارش و دبی نرمال منطقـه، فروانـی احتمـال وقـوع بارندگی در مرکز حوضه به کم‌ترین مقدار خود رسیده درحالی‌که در جنوب حوضه بیش‌ترین مقدار بارندگی مشاهده‌شده است. سایر قسمت‌ها روند متوسطی را نشان می‌دهند. در برآورد فراوانی دبـی نیـز همـین رونـد مشاهده گردیده با این تفاوت که بارش‌های نرمال به قسمت‌های جنوب شرقی نیز کشیده شده است؛ بنابراین می‌توان گفت که رابطه بینابینی بین بارندگی و دبی وجود دارد. سایر انـواع ترسـالی‌هـا و خشکسـالی بسـیار شدید در هیچ‌کدام از سال‌های آماری موردنظر در منطقه موردمطالعه اتّفاق نیفتاده، درواقـع خشکسـالی‌هـا از نرمال آغازشده و به مرحله شدید رسیده است.

1 Chang



شکل ۵ توزیع مکانی فراوانی و احتمال وقوع خشکسالی‌های بارش و دبی

پس از این‌که با بررسی توزیع مکانی دبی و بارش، یک نمایهٔ کلی از حوضه قزل‌اوزن حاصل شد

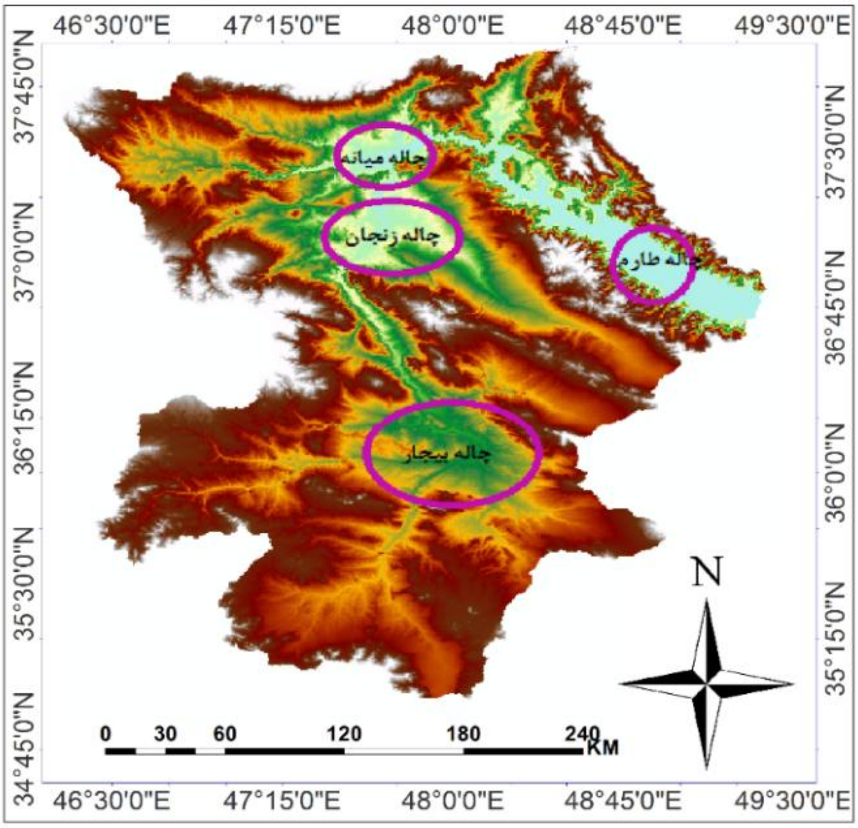
اقدام به رابطه سنجی بین بارش و دبی نموده و بین این دو پارامتر با استفاده از نرم‌افزار متلب ضریب همبستگی گرفته شد. حاصل این ضریب عددی بود بین صفر و یک. هر چه عدد، صفر و به صفر نزدیک باشد بین پارامترها رابطهٔ معناداری در سطح ۹۵ درصد وجود داشته و هرچه عدد به یک و بالاتر از یک می‌رسد از معنی‌دار بودن رابطه کاسته می‌شود. با به دست آمدن ضریب همبستگی، مجدداً از طریق میان-یابی در نرم‌افزار Surfer نقشه نهایی استخراج گردید. در این نقشه، طیف بیانگر عدد ۰ و ۱ و اعداد نیز نمایانگر کانتور همبستگی بین دبی و بارش می‌باشد. درمجموع با توجّه به این نقشه، می‌توان گفت که بین خشکسالی دبی و بارش در حوضه قزل‌اوزن رابطه وجود داشت ولی به‌جز دو ایستگاه مهرآباد و حسن‌خان، در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنادار نبود. شمال حوضه از همبستگی تقریباً یکنواختی برخوردار می‌باشد.

ژئونرون؛رودخانهٔ قزل‌اوزن در حوضه تحت تسلّط خود، با توجه به وسعت زیادی که دارد و همچنین ازلحاظ زمین‌شناسی، توپوگرافی، ژئومورفولوژی و اقلیم دارای تنوع و تفاوت بسیار زیادی است، ازلحاظ تحلیل جریان انرژی و مادّه در همه‌جا یکسان عمل نمی‌کند. حتی این تفاوت و تنوع بر چگونگی جریان انرژی و مادّه نیز اثر می‌گذارد، محل گذر و بستر جریان انرژی و مادّه همان الگوی شبکه زهکشی می‌باشد و تنگه‌هایی (نرون) که در مسیر این آبراهه‌ها هستند از مهم‌ترین مناطق عبور جریان انرژی و مادّه در حوضه می‌باشند. این تنگه‌ها با توجه به شرایط خاص لیتولوژی، توپوگرافی و زمین‌شناسی، دارای مقاومت متفاوتی در برابر فرسایش هستند. حوضهٔ قزل‌اوزن نیز مانند سایر سیستم‌های ژئومورفیک در برابر ورودی انرژی، مادّه و اطلاعات از خود واکنش نشان می‌دهد؛ بنابراین در این تحقیق ژئونرون‌های منطقه را استخراج و هریک موردبررسی قرارگرفته‌اند:

ژئونرون‌های مجازی در قزل‌اوزن:ارتفاعات بیش از ۲۳۰۰ متر در حوضهٔ آبی قزل‌اوزن، مرز بارش‌های جامد در فصول سرد سال می‌باشند (رستم‌خانی،۱۳۹۳: ۱۰۰). بلوکه شدن آب در این سطوح به‌واسطهٔ تغییر حالت آب، امکان جریان آب دوی را در بخشی از سال متوقف نموده است. در این کانون‌ها اگرچه سطوح‌ارضی به وجود آورندهٔ آن‌ها، ازنظر شکل‌شناسی، به‌گونه‌ای نیست که منجر به تجمیع رواناب‌ها گردد، ولی با تغییر حالت فیزیکی آب، شرایطی به وجود می‌آید که حرکت آب، مشابه زمانی می‌شود که در چاله‌های توپوگرافی جمع می‌شده‌اند. در پایین‌دست ژئونرون‌های مجازی، ژئونرون‌های شبه مجازی‌ها قرار دارند که مشخصهٔ آن‌ها، متمرکز نشدن آب، سرعت کم، بستر وسیع، ورقه‌ای حرکت کردن آب و پایین بودن دما می‌باشد؛ بنابراین آب‌های ناشی از ذوب روزانه برف و یخ بلوکه، منجمد شده و اثر کمتری بر لندفرم داشته است. به‌عنوان‌مثال سلطانیه که قبلاً ژئونرون مجازی بوده، در حال حاضر به‌عنوان یک

ژئونرون شبه‌مجازی عمل می‌کند که هنوز بیشتر بارش خود را به‌صورت برف دریافت می‌دارد و تمرکز آب در آن به‌صورت خطی نمی‌باشد و بستر آب وسیعی دارد. دریاچه کرسف از بازماندگان این‌گونه سطوح در منطقه محسوب می‌شود. تفاوتی که سطوح این منطقه با سایر محدوده‌ها دارد این است که این دریاچه‌ها در ارتفاعات بالای ۲۰۰۰ متری نزدیک خط برف‌مرز دیده می‌شوند و ساحل مشخصی ندارند. برف‌مرز دائمی در این قسمت از حوضه قزل‌اوزن در دوره کواترنری در ارتفاع ۲۲۷۰ متری بوده است. به این معنی که در سردترین دوره حاکم بر منطقه، از این ارتفاع به بالا، برف به‌صورت دائمی در طول سال وجود داشته است (جعفری و اصغری سراسکانرود، ۱۳۹۳: ۷).در منطقه قلعه‌چای نیز آثار دریاچه‌های قدیمی زیادی با توجه به فرم آبراهه‌ای و منحنی‌میزان شناسایی و مورد تحلیل قرار گرفت. یک نمونه از این دریاچه‌ها، دریاچه پری می‌باشد که در محدوده شهرستان ماهنشان در یک دشت مرتفع و وسیع گسترده شده است. وجود نقاط ارتفاعی منفرد در سطوح مرتفع،منحنی‌میزان‌های مدور و کشیده‌بریده‌شده از یک طرف به‌گونه‌ای که در وسط آن‌ها نقاط ارتفاعی منفرد پست‌تر از منحنی میزان اصلی و در اطرافشان آبراهه‌های دوشاخه‌ای متعدد وجود داشته باشد، از آثار باقی‌مانده دریاچه‌ها محسوبمی‌شود. شواهد محلی حاکی از آن است که بستر قزل‌اوزن در آن زمان۲۰۰ تا ۳۰۰ متر بالاتر از امروز بوده و زبانه‌های یخچالی که از ارتفاعات بلقیس به‌خوبی تغذیه‌شده و به پایین‌تر از برف مرز دائمی منتقل‌شده‌اند، قبل از پیوستن به قزل‌اوزن به خاطر شیب کم و حساس بودن جنس بستر (مارن)، فرسایش کاوشی مطلوبی داشته‌اند که باعث شکل‌گیری بسترهای دریاچه‌ای متعددی شده‌اند. بعد از حفر بستر قزل‌اوزن و به‌تبع آن قلعه‌چای، اکثر این سطوح پاره و تخلیه شده‌اند.

ژئونرون‌های توپوگرافیک: حوضهٔ قزل‌اوزن درمجموعبالغ‌بر پنج ژئونرون توپوگرافیک دارد که هرکدام از آن‌ها خود دارای زیرحوضه‌هایی هستند که با توجه به میزان ورودی و خروجی ماده به آن‌ها به انواع مختلفی همچون؛ ایزوله، تقویت‌کننده و تحلیل برنده تقسیم می‌شوند. چنین گره‌هایی یکی از عوامل عمدهٔ تغییر رفتار آبی رودخانهٔ قزل‌اوزن به شمار می‌آیند. چهار عدد از این توپوژئونرون‌ها به‌صورت پالئوتوپوژئونرون هستند. این نوع ژئونرون‌ها که بر روی نقشه‌های توپوگرافی به‌صورت شبکه‌های آبراهه‌ای نقطه‌ای همگرا یا خطّی همگرا ظاهر می‌شوند، درواقع حوضه‌های آبی مستقلی بوده‌اند که در جریان تحوّلات کواترنری استقلال خود را ازدست‌داده و به جمع آبراهه‌های سطح‌اساس پیوسته‌اند. از نمونه این پالئوتوپوژئونرون می‌توان به بیجار، زنجان، میانه و طارم اشاره کرد که بنا به علل تکتونیکی و لیتولوژی درگذشته پاره شده و آب آن‌ها تخلیه گردیده، آب‌های این پالئوتوپوژئونرون‌ها پس از عبور از طریق یکسری تنگه‌ها و سیناپس‌ها وارد چالهٔ بعدی می‌شده‌اند (شکل ٦).



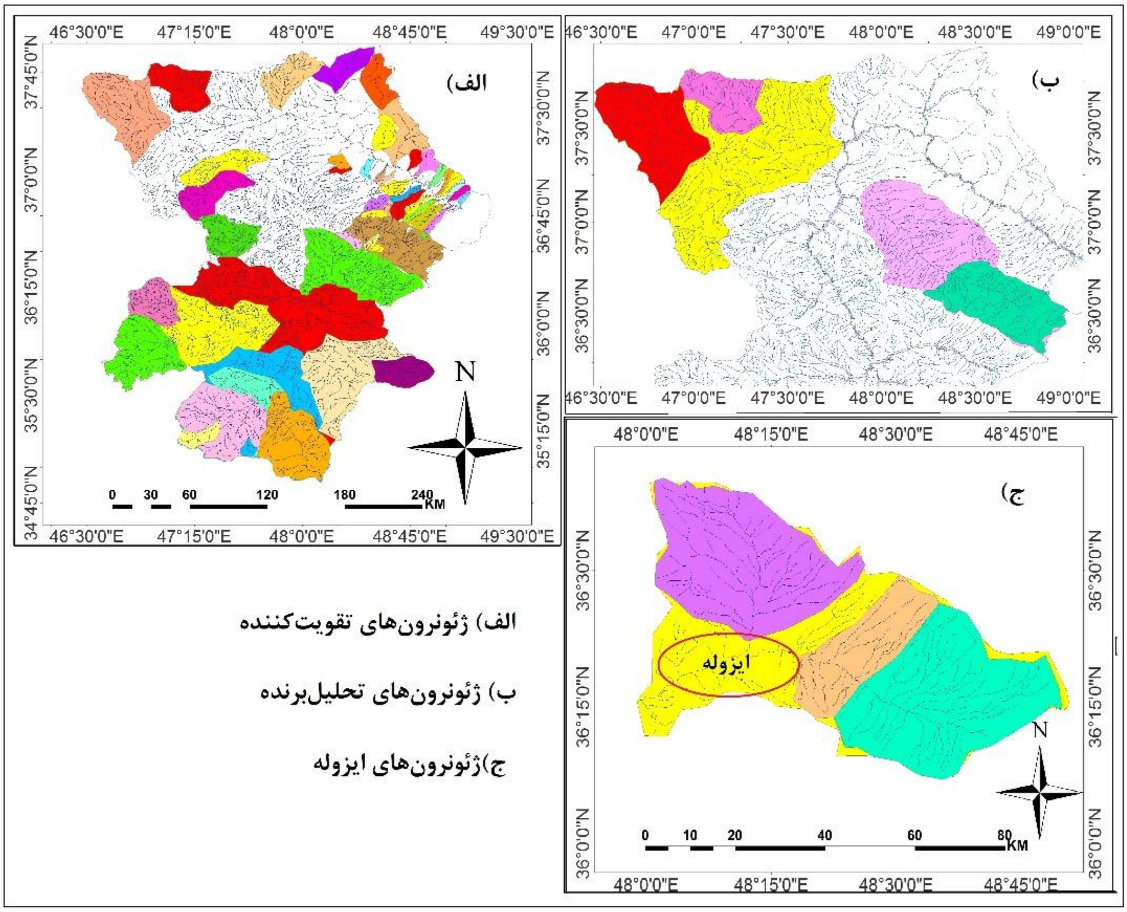
شکل ٦ پالئوتوپوژئونرون‌های قزل‌اوزن

توپوژئونرون‌های ایزوله: این توپوژئونرون خود به‌صورت حوضهٔ مستقلی درون حوضهٔ اصلی عمل می‌کند. حجم ذخیرهٔ آبی آن، بعضاً دارای حدّ و آستانهٔ خاصی است و در صورت تغذیهٔ بیشتر از آستانه، به‌صورت یک خازن عمل نموده و سبب تقویت رواناب‌های حوضه‌های مجاور خود می‌گردد. نمونهٔ بارز از این نوع نرون‌ها درون حوضهٔ ینگی‌کند دیده‌شده است. این حوضه به‌صورت یک سطح فرسایشی عمل نموده، دارا بودن الگوی آبراهه‌ای موازی، باعث شده که در این حوضه، رودخانه در افق جابجا شود، به‌همین خاطر قدرت فرسایشی آب باعث شکل‌گیری فرسایش قهقرایی در این منطقه شده است. درون حوضه ینگی‌کند زیرحوضه‌های گلابر، قمچقای و زرزر قرار دارند که دبی خروجی این زیرحوضه‌ها با حوضهٔ ینگی‌کند تفاوتی ندارد، درواقع خود حوضه ینگی‌کند به‌عنوان یک توپوژئونرون تقویت‌کننده عمل می‌کند که دبی خروجی خود را به قزل‌اوزن می‌دهد. حدّ فاصل خروجی حوضه ینگی‌کند تا خروجی زیرحوضه‌های خود به‌عنوان توپوژئونرون ایزوله در نظر گرفته‌شده است.

توپوژئونرون‌های تحلیل‌برنده: در نواحی میانهٔ حوضهٔ اصلی، مجموعه‌ای از شبکه‌های آبراهه‌ای نقطه‌ای واگرا وجود دارند که به تقسیم قدرت آب مبادرت می‌ورزند و باعث گسترش و پخش آب در سطح حوضه

می‌شوند. وحدت انرژی و قوای آب در حوضه‌آبریز پس از طی فرایندی به نقطه خروجی حوضه می‌رسد. این شبکه‌ها باعث می‌شوند که سطح گسترش آب بالا برود درنتیجه سبب افزایش میزان تبخیر از یک‌سو و کاهش قدرت جریان از سوی دیگر می‌شوند. مشخصهٔ بارز این نوع نرون‌ها، این است که ایزوله و بسته نیستند و سیستم آن‌ها با چاله‌های دیگر در حال تبادل ماده و انرژی می‌باشند، با این تفاوت که تبادل یک‌طرفه است و مادّه و انرژی نرون‌های بالادست را به‌واسطه سیناپس‌ها (تنگ‌ها) به نرون‌های پایین‌دست انتقال می‌دهند. بستر استقرار این ژئونرون‌ها رسوبات آبرفتی و درشت‌دانه می‌باشد. نمونه این نوع از توپوژئونرون‌ها، در میانه و زنجان مشاهده می‌شوند. می توان گفت که این نرون‌ها ابتدا به‌صورت ژئونرون مجازی عمل نموده که با تغییر حالت فیزیکی آب در این حوضه‌ها شرایطی فراهم می‌آمده که حرکت آب مشابه زمانی شود که در چاله‌های توپوگرافی جمع می‌شده و به دلیل بارش برف و ایجاد یک ورقه یخی امکان جریان آب دوی متوقف بوده است و به علّت مسدود شدن مسیر برف و یخ در سرآب این حوضه‌ها، یخ و برف انباشته می‌شده و به‌صورت سرریز از محل کنونی تنگ‌ها خارج می‌شده است. بعد از مواجه‌شدن مناطق موردمطالعه با تغییر اقلیم و تغییر شرایط دمایی، ساختار ژئونروتیک این حوضه‌ها نیز عوض‌شده و به جمع توپوژئونرون‌های تحلیل‌برنده درآمده‌اند.

توپوژئونرون‌های تقویت‌کننده: مشخصهٔ این نوع از توپوژئونرون‌ها آبراهه‌های نقطه‌ای واگرا می‌باشد که با تجمیع رواناب‌ها پیرامون یک نقطه مبادرت می‌ورزند، این امر خود باعث کاهش حضور و ماندگاری آب در طبیعت می‌شود. در این مناطق به علّت شیب زیاد، بعد از هر بارشی، ارتفاعات مانع نفوذ آب‌شده و به‌سرعت باعث ایجاد رواناب می‌گردند و آب را به زهکش اصلی منطقه یعنی قزل‌اوزن هدایت نموده و طغیان رودخانه را منجر می‌شوند. توپوژئونرون‌های تقویت‌کنندهٔ قزل‌اوزن به این صورت هستند که هرچند در بالادست خود به‌صورت همگرا هستند ولی زمانی که به نرون بعدی می‌ریزند به واگرا تبدیل‌شده و باعث شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌ها می‌شوند. بعضی از حوضه‌ها مانند زنجان‌رود، به این دلیل که محل اتصال تقویت‌کننده به تحلیل‌برنده، دارای شیب تندی نمی‌باشد نتوانسته مخروط‌افکنه ای بسازد، برعکس حوضه‌ای مانند قرنقوچای زمانی که به قزل‌اوزن می‌ریزد به‌علّت دارا بودن شیب تند، مخروط‌افکنه تشکیل داده، بنابراین می‌توان گفت یکی از ویژگی‌های ذاتی این توپوژئونرون‌ها شکل‌گیری مخروط‌افکنه می‌باشد. در حوضه‌های محدوده طارم (آب‌بر، گیلوان، تسکین، دستجرده و دررو) به این دلیل که رودخانهٔ قزل‌اوزن طول بسیار زیادی دارد و شیب اراضی اطراف نیز زیاد می‌باشد، اکثر حوضه‌های آن به‌صورت تقویت‌کننده عمل می‌کنند و باوجود این‌که مادّه و انرژی زیادی به رودخانهٔ اصلی وارد می‌نمایند ولی رودخانه قدرت مآندر سازیبه‌اندازه کافی را ندارد و آبراهه‌ها به‌صورت گیسویی درآمده‌اند (شکل ۷).



شکل ۷ توپوژئونرون‌های حوضه قزل‌اوزن.

دریاچه‌های قدیمی و سطوح فرسایشی (تراکمی-کاوشی)

در قزل‌اوزن به دو صورت (کلی و جزئی) دریاچه‌های قدیمی موردبررسی قرارگرفته است. ابتدا در حالت کلی، آثار چهار دریاچه شناسایی شد (بیجار، زنجان، میانه و طارم) که بنا به علل تکتونیکی و لیتولوژی درگذشته پاره شده و آب آن‌ها تخلیه گردیده است. این چاله‌ها درواقع حوضه‌های آبی مستقلی بوده‌اند که در جریان تحوّلات کواترنری استقلال خود را از دست‌داده‌اند. سطوح فرسایشی نیز ناشی از حرکت متمرکز آب هستند، درواقع حرکت ورقه‌ای آب در طبیعت، تسطیح را در دشت‌ها به‌گونه‌ای دنبال می‌کنند که به ایجاد دشت‌های هموار با نیم‌رخ مقعر منجر می‌شود، چنین فرایندی به اقلیم‌های دو فصلی نسبت داده می‌شود و بر اساس نظریات کینگ حرکت ورقه‌ای آب[1]، ممکن است شامل ساخت انباشت یا رفت‌وروب تسطیح باشد. با

1 Sheet erosion

توجه به یافته‌های سیف و محمدی (۱۳۸۹)، بر روی نقشه‌های توپوگرافی، فرم آبراهه‌های موازی و افزایش فاصله خطوط منحنی‌میزان، سطح این واحد فرمی را نشان می‌دهد.

منطقه بیجار به‌عنوان یک دریاچه قدیمی است. این چاله درواقع حوضهٔ آبی مستقلی بوده که در جریان تحوّلات کواترنری استقلال خود را ازدست‌داده، پس از پاره شدن آب آن از طریق یک تنگه وارد چاله زنجان شده است. جابه‌جایی قزل‌اوزن در چاله بیجار به‌سمت شرق بوده و به دلیل دارا بودن شیب کم، رودخانه مجبور شده دائم جابه‌جایی افقی داشته باشد. این چاله قسمت اعظم سطوح فرسایشی قزل‌اوزن را به خود اختصاص داده است، خود این سطوح حاکی از تخلیه تدریجی چاله بیجار به سمت چاله زنجان هستند. در مرکز این سطوح و به‌خصوص در اطراف رودخانه قزل‌اوزن، علی‌رغم تسلط جریان‌های متمرکز و غلبه با لیتولوژی مارن، فرسایش عمقی بسیار کمی اتّفاق می‌افتد، چراکه این بستر به سیناپسی متصل می‌شود (تنگهٔ بین چاله بیجار و چاله زنجان) که بسیار باریک بوده و لیتولوژی غالب آن، سنگ‌های رسوبی (آهک) و آذرین است که در مقایسه با مارن مقاومت بسیار بیش‌تری در مقابل فرسایش دارند. وجود یک سطح تراکمی درون این تنگ حاکی از آن است که بین بالاترین نقطه ارتفاعی تا کف رودخانه یک اختلاف ارتفاعی حدود ۷۰۰ متر وجود دارد. چنین وضعیتی در بررسی میدانی گویای این مطلب بود که در ابتدا قزل‌اوزن در این سیناپس در سطحی مرتفع‌تر جریان داشته (۷۰۰ متر) و به‌مرورزمان رودخانه هم به شرق منتقل‌شده و هم عمیق‌تر گردیده است. شیب تند ساحل غربی قزل‌اوزن در رسوبات آبرفتی خودش و فاصله کمی که از خط تقسیم آب دارد و عدم وجود رسوبات آبرفتی در ساحل شرقی تأییدکننده مطالب فوق است.شیب این سیناپس با طول بیش از ۷٦ کیلومتر، بسیار کم بوده (کمتر از ۰/۱۲ درصد) به‌طوری‌که در خود سیناپس نیز فرسایش عمقی انجام‌نشده و غلبه با فرسایش افقی است. بدیهی است در دوران گذشته به دلیل جنس لیتولوژی سخت تنگه‌های مسیر رودخانه با مانع روبرو شده و یا عمل فرو کاوی بستر به‌کندی صورت می‌گرفته و در پی آن با کاهش سرعت حرکت رودخانه، مآندرهایی در پشت این تنگ‌ها بر روی مواد سست رس و مارن ایجادشده و به‌مرورزمان رسوبات رودخانه‌ای را در آن و اطرافش ته‌نشین ساخته همچنان که؛ رضایی مقدم و همکاران (۱۳۹۱) بیان داشته‌اند در مناطق کوهستانی، مقاومت تشکیلات زمین‌شناسی باعث شکل‌گیری پیچ‌وخم در مسیر رودخانه‌ها می‌شود. در مرحلهٔ بعد، با تخریب لیتولوژی سختِ تنگ و پایین رفتن بستر رودخانه در آن، رسوباتِ ته‌نشین شده در دشت، به‌وسیلهٔ رودخانه برش داده‌شده که بقایای آن به‌موازات محور درّهٔ رودخانه و در سطوح بالاتر از بستر کنونی هنوز قابل‌مشاهده است. چنین مکانیسمی در کل باعث تشکیل سطوح فرسایشی متفاوتی در قزل‌اوزن گشته که از تعداد آن‌ها و هم‌چنین اختلاف ارتفاعی آن‌ها می‌توان به تحوّلات دوران گذشته پی برد. در قسمت بیجار که غالباً غلبه با فرایند کاوش افقی بوده و باوجود فاصله بسیار زیاد از

پایاب حوضه، خصوصیات رودخانه‌های پیر را ازنظردیویس (کک، ۱۳۸۷: ۳۲۳) بـه خـود گرفتـه، رودخانـه مجبور به مآندر سازی و جابجایی افقی گردیده است (مآندر عظیم رودخانه قزل‌اوزن از اصلانلو تا تازه کنـد، به دلیل جنس سست منطقه (مارن) در این پهنه اجازه گسترش‌یافته است). بر طبق مشاهدات میدانی متعدد از بستر اصلی قزل‌اوزن و شاخه‌های فرعی آنماننـد سـجاس‌رود، بیزینـه‌رود و در نزدیکـی شـهر یاسـوکند در رودخانهٔ کوه‌زن، بقایایی از رسوبات کنگلومرایی متراکم و نیمه‌متراکم (با سنّ کواترنری) در سـطوح بـالاتر از سطح متوسط کنونی دشت‌ها، در امتداد رودخانه و هم‌جهت با شیب توپوگرافی گذشته به‌صورت کاملاً منظم یا بریده‌بریده دیده شد که نشانگر وجود فضای رسوب‌گذاری در دوره‌هایی نه‌چندان دور در موقعیتی مرتفـع در منطقه است و ویژگی‌های خاص این نوع رسوبات رودخانه‌ای مانند؛ فاصله زیاد از بستر اصلی (حـدود ۳ کیلومتر در بیزینه‌رود)، فاصله زیاد سطوح رسوب‌گذاری متعدد از هم درجهٔ سـختی نسـبتاً زیـاد رسـوبات و ارتفاع زیاد آن‌ها از بستر اصلی رودخانه، باعث تمایز آن‌ها با پادگانه‌های رودخانه‌ای شده است. این دسـته از سطوح بیش‌تر شرایط توپوگرافی محیطی مؤثر بر رسوب‌گذاری را تعریف می‌کنند تا تغییر سطح‌اساس، یعنـی در دوران گذشته شرایط توپوگرافی به‌گونه‌ای بوده که هنوز بستر رودخانه بالاتر از امروز جریان داشته و هـر یک از شاخه‌های فرعی رودخانه در سطح بـالاتری بـه رودخانـهٔ اصـلی ملحـق مـی‌شـدند و دشـت آبرفتـی مخصوص به خود را ایجاد می‌کردند. در اطراف چاله زنجان جایی که قزل‌اوزن عمود بر محور تاقدیس‌هـای مارنی بامیان لایه‌های ماسه‌سنگی جریان دارد، یک سطح تراکمی وجود دارد که در دو طـرف رودخانـه دارای ویژگی متفاوت می‌باشد. سمت شرق قزل‌اوزن سطوح کاوشی با شیب ملایم توپوگرافی که شـیب لایـه‌هـای زمین‌شناسی و توپوگرافیکی آن تقریباً در یک‌جهت و منطبق باهم می‌باشد؛ درصورتی‌که سطح کاوشی سـمت غرب رودخانه دارای شیب تندی است و شیب لایه‌های زمین‌شناسی برخلاف شیب توپوگرافیکی منطقه می-باشد و براثر نیروهای وارده به رودخانه قزل‌اوزن در این نقطه (زنجان‌رود) و لیتولوژی سست‌تر ساحل غربـی قزل‌اوزن، جابه‌جایی رودخانه به‌سمت غرب بوده (برخلاف چاله بیجار) درصورتی‌که یک سطح تراکمی که از ارتفاع ۱۹۰۰ متری شروع و تا ارتفاع ۱۵۷۰ متری کشیده شده، بیش‌تر وجود ندارد. ارتفـاع یکسـان بـالاترین سطح تراکمی (۱۹۰۰ متری) و تفاوت در تعداد سطوح تراکمی بیجار و زنجان‌رود (سه الـی چهـار سـطح در بیجار و یکی در زنجان) حاکی از آن است که تحول چاله بیجار، مقدم بر چاله زنجان بوده و در همان مرحله اول تحوّل، چاله زنجان از آستانه خارج‌شده و سه مراحل بعدی بیش‌تر بر فرسایش کاوشی اثر گذاشته اسـت. با انتقال رودخانه به‌سمت غرب قزل‌اوزن، فرسایش قهقرایی بر رودخانه‌ها غالب شده و بهترین نوع بدلندها را در این منطقه شکل داده است.در چاله میانه به دلیل جهت نیروهای وارده از سمت غرب و توده سهند انتقـال رودخانه قزل‌اوزن از غرب به شرق بوده و به دلیل ظرفیت کم، این چاله نیز همانند زنجان، در همـان مرحلـه

اول تحوّل چاله بیجار، با چاله بعدی (طارم) مرتبط شده و نتوانسته سطوح تراکمی متعددی را شکل دهـد. از طرفی با توجّه به حجم مادّه و انرژی منتقل‌شده از قرنقوچای سرچشمه گرفته از سهند، مخروط‌افکنه وسیع و متداخلی شکل‌گرفته که مانع از تشخیص دقیق مرز سطح تراکمی این چاله در امتداد رودخانه شده است ولی شواهد میدانی حاکی از امتداد آن در ارتفاع ۱۳۰۰ متری است. در طارم به دلیل تحمّل همه نیروهـای وارد بـه قزل‌اوزن، سطوح تراکمی-کاوشی متعددی شکل‌گرفته است. به‌گونه‌ای که بین بالاترین رأس مخروط‌افکنـه‌ای که در این منطقه شناسایی‌شده و سطح کنونی قزل‌اوزن حدود ۷۰۰ متر اختلاف ارتفاع وجود دارد.

نتیجه‌گیری

در حوضه قزل‌اوزن، به‌طورکلی فرم خطوط تراز از چهار الگوی عمدهٔ صاف، سینوسی، موجدار و پالسـی تبعیت کرده است. هرچه منحنی‌میزان صاف باشد حکایت از تعادل طولانی مدّت حوضه دارد، در قسمت‌های سرآب حوضه در کردستان این مطلب به‌خوبی صدق می‌کند. امّا هرچه تراز، پـالس خـورده باشـد، ناتعـادلی حوضه را نشان می‌دهد. در حوضه قلعه‌چای به دلیل حاکمیت فرسایش قهقرایی سینوس‌هـا فرسـایش رو بـه عقب داشته‌اند. ترازهای پالسی که جزء لندفرم‌های کاوشی محسوب می‌شوند با لیتولوژی بسـتر خـود رابطـهٔ مستقیمی داشته به‌گونه‌ای که هر جا رسوبات سست دانه مارن وجود داشته است ترازها بیش‌تر به حالت بای-مدال کشیده شده‌اند. اگر مسیر آبراهه‌ها در مارن‌ها تغییر نکـرده باشـد بـه‌مرورزمـان بـا عقـب‌نشـینی کنیـک کوهستان دشت‌سرهایی ایجاد می‌شود که از مواد آبرفتی پوشیده می‌شوند، امّا با تغییر مسیر رودخانه، شـرایط ویژه‌ای به وجود می‌آورد. این تغییر مسیر ممکن است در ناهمواری‌هایی که بـه‌صـورت تاقـدیس و نـاودیس هستند اتّفاق بیفتد، جریان آب برای رسیدن از یک ناودیس به ناودیس دیگر مجبور است از تاقـدیس بگـذرد که همین امر موجب ایجاد انحرافاتی در مسیر رود می‌گردد (انگوران‌چای، قلعه‌چای و غیره). بـا انحـراف یـا اسارت رودخانه، مساحت و دبی آبراهه زیرحوضه های قزل‌اوزن افزایش‌یافته و با انطباق مسـیر رودخانـه بـر رسوبات سست‌تر،فرسایش و جابه‌جایی بیش‌تر مواد را به دنبال داشته است و با بـرهم زدن محاسـبات کمّـیِ رسوبات سد سفیدرود، باعث پر شدن مخزن رسوب‌گیر ۱۲۰ ساله سد در ۳۵ سال اولیه شده اسـت. بررسـی شبکه آبراهه‌ای قزل‌اوزن نشان داد که چاله بیجار به‌صورت یک سطح‌اساس محلی عمل می‌کرده که بـا مـرور زمان درون خود، چهار سطح فرسایشی را ایجاد کرده است. بررسی‌های میدانی حاکی از آن است کـه سـطح اولیه در ارتفاعی بوده که اولین سطح تراکمی را در ارتفاع ۱۹۰۰ متری موجب شده است، بـه‌طـوری‌کـه ایـن سطح در نواحی مسلط به یاسوکند و بیزینه‌رود قابل‌ردیابی است. تحوّلی که در این چاله رخ‌داده و تخلیهٔ ایـن چاله را به‌همراه داشته است، دومین سطح تراکمی را در ارتفاع ۱۸۰۰ متری فـراهم نمـوده اسـت و بـه‌همـین ترتیب سطوح تراکمی بعدی در ارتفاع ۱۷۰۰ متری واقع‌شده و تراس‌های باقی‌مانده از آن حاکی از این مطلب

است که با هر تخلیه‌ای، فرسایش افقی منجر به گسترش سطوح کاوشی و مشخص‌تر شدن تراس‌های سطوح تراکمی در اطراف چاله شده است. چاله زنجان حاکی از وجود یک سطح‌اساس محلی در ارتفاع ۱۳۰۰ متری داشته که با همان تحوّل اولیه بیجار، تخلیه‌شده و تحوّلات بعدی منجر به تخلیهٔ کامل رسوبات بستر قدیمی دریاچه شده و هم‌اکنون رودخانه‌ها جریان کاوشی خود را در سنگ‌بستر دریاچهٔ گذشته یعنی مارن‌های میوسن انجام می‌دهند. چاله میانه نیز هم مانند چاله زنجان در همان مرحله اول تحوّل بیجار، تخلیه‌شده و وسعت کم این چاله مانع از برجای ماندن آثار سطوح تراکمی در منطقه شده است. چاله طارم که تمامی نیروها را متحمل شده، به‌همراه فرایندهای تکتونیکی بیش‌تر منجر به فرایند کاوشی در بستر قزل‌اوزن شده است. بررسی خشکسالی این حوضه طیِ ۲۰ سال اخیر نشان داد اثرات خشکسالی‌های دبی و بارش بیشتر در نیمه‌های جنوبی منطقه اتّفاق افتاده است. این مطلب گویای این بحث است که بین خشکسالی با لندفرم-های مشاهده‌شده در سطح حوضه ارتباط منطقی حکم‌فرماست. درواقع مناطقی که خشکسالی حاکم است محیط مناسبی برای حاکمیت بیابان و عوارضو لندفرم‌های ژئومورفیکی همچون گالی و بدلند می‌باشد. در حوضه قزل‌اوزن هر جا که رودخانه از مصب خود به سمت سرشاخه‌ها کشیده شده نوعی فرسایش قهقرایی را بر محیط حاکم کرده و باعث شکل‌گیری گالی در این مناطق شده است. وجود گالی‌ها در یک منطقه حکایت از عدم تعادل محیط آن منطقه دارد. مطالعات میدانی حاکی از تمرکز گالی‌ها در قسمت‌هایی از حوضه می‌باشد که خشکسالی‌ها از شدّت بیش‌تری برخوردار بوده‌اند. به بیانی می‌توان وجود گالی‌ها را نوعی تمایل محیط در خروج از یک حالت تعادلِ متمایل به بیوستازی به شرایط رگزیستازی در منطقه دانست که با بروز خشکسالی شدید در سطوح کم شیب به‌صورت گالی منعکس‌شده است. در شکل‌گیری گالی (فرسایش خندقی)، شیب نقش عمده‌ای را ایفا کرده است. شیب به‌طورکلی در فرسایش، حمل و رسوب و درنهایت آستانه‌های حوضه تأثیر بسزایی دارد، بنابراین در حوضهٔ موردمطالعه از تغییرات بارزی برخوردار است به-گونه‌ای که از سطوح صاف با شیب بسیار کم منطبق بر دشت‌ها به‌ویژه در سراب و زنجان‌رود تا دامنه‌های با شیب زیاد ارتفاعات حوضه و بخش طارم، می‌توان اشاره کرد. جاهایی که شیب کم می‌باشد (قسمت‌های جنوبی حوضه) حکایت از تعادل آن منطقه دارد درحالی‌که در بخش‌هایی که شیب زیاد است (طارم) محیط ناتعادلی وجود دارد. در بررسی ژئونرون‌های حوضه برخلاف آنچه تصوّر می‌رفت که توپوژئونرون‌ها غالباً به-صورت ایزوله باشند ولی فقط ازنظر آمار دبی، شرایطِ ایزوله در زیرحوضه ینگی‌کند مصداق داشت و پایاب زنجان‌رود، میانه و در امتداد اصلی قزل‌اوزن از بیجار تا میانه تحلیل‌برنده بوده و مقدار آب خروجی آن‌ها بسیار کم‌تر از مقدارآبی بوده که دریافت می‌کرده‌اند و اگر رودخانه‌هایی همچون انگوران‌چای، قلعه‌چای، قرنقوچای وجود نمی‌داشتند چه‌بسا رودخانه کاملاً خشک می‌شد. اکثر زیرحوضه‌های منطقه (سرآب و

پایاب) جزء تقویت‌کننده‌ها بودند. عدم ثبات خطوط جریان مادّه و انرژی در قزل‌اوزن باعث این شده کـه در طی زمان فرم‌ها نتوانند به تعادل نسبی خود دست یابد و در هـر مقطعـی از تـاریخ ژئومورفولـوژیکی آن، بـر اساس اثرگذاری آستانه‌های مختلف ژئومورفولوژیکی، متحوّل گردند.

کتابنامه

بیاتی خطیبی، مریم؛ ۱۳۸٤. انواع تعادل در شبکه‌های رودخانه‌ای. آموزش جغرافیا. دوره بیستم. شـماره ۲. صـص ۳٦–۳۰.

بیاتی خطیبی، مریم؛ ۱۳۸٦. مفهوم زمان و طیف‌ها و مقیاس‌های آن در پژوهش‌های ژئومورفولوژی با نگاه تحلیلـی بـر مفهوم زمان در سیستم‌های طبیعی. رشد آموزش جغرافیا. زمستان. شماره ۸۱. صص۱٦–۳.

بیاتی خطیبی، مریم؛ رجبی، مـریم؛ کریمـی، فاطمـه؛ ۱۳۹۰. بررسـی آسـتانه‌هـای توپـوگرافیکی و تحلیـل نقـش نـوع سازندهای سطحی در توسعه خندق‌ها در دامنه کوهستان‌های نواحی نیمه‌خشک مطالعه موردی: حوضه شـورچای. مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۲. شماره پیاپی ٤۱. صص ۳٤–۱۵.

ثروتی، محمدرضا؛ قهرودی‌تالی، منیژه؛ گل‌کرمی، عابد؛ نجفی، اسماعیل؛ ۱۳۹۳. آسـتانه‌هـای ژئومورفولـوژیکی آبکنـد زایی در حوضه آبریز کچیک، شمال‌شرق استان گلستان. نشریه تحقیقات کاربردی علـوم جغرافیـایی. سـال چهـاردهم. شماره ۳۲. بهار. صص ۲٤۹– ۲۳۱.

جعفری، غلام‌حسن؛ اصغری سراسکانرود، صیاد؛ ۱۳۹۳. بررسی آثـار یخچـالی کـواترنری زنجـان‌رود. پـژوهش‌هـای ژئومورفولوژی کمّی. سال سوم. شماره ۲. پاییز. صص ۳۰–۱٦.

حسین‌زاده، محمدمهدی ؛ رحیمی هرآبادی، سعید؛ ۱۳۹۳. مفهوم آستانه‌ها در ژئومورفولوژی. رشـد آمـوزش جغرافیـا. دوره بیست و دوم. شماره هشتاد و هفتم/ ۷۷. صص ۸۰–۷۷.

حیدری، اسدالله؛ مقیمـی، ابـراهیم؛ ۱۳۸٦. ژئومورفولـوژی و مـدیریت سیسـتمی رودخانـه، مطالعـه مـوردی: حوضـه قرنقوچای تا سهند (هشترود). انجمن جغرافیایی ایران. سال پنجم. شماره‌هـای ۱٤ و ۱۵. پـاییز و زمسـتان. صـص ۱۳۷–۱۱۹.

رامشت، محمدحسین ؛ تـوانگر، منـوچهر؛ ۱۳۸۱. مفهـوم تعـادل در دیـدگاه‌هـای فلسـفی ژئومورفولـوژی. تحقیقـات جغرافیایی. تابستان و پاییز. شماره ٦۵ و ٦٦. صص ۹٤–۷۹.

رامشت، محمدحسین؛ ۱۳۹۲. نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها). چاپ ششم. انتشارات سمت. ۱۹۰ ص.

رحیمی هرآبادی، سعید و هدائی‌آرانی، مجتبی؛ ۱۳۹۱. مفهـوم تعـادل و طبقـه‌بنـدی آن در ژئومورفولـوژی. چهـارمین همایش علمی سراسری دانشجویی جغرافیا. صص ۷–۱.

رستم‌خانی، اصغر؛ ۱۳۹۳. پایش ساختار ژئوکلیماتیک مخروط‌افکنه‌های بستر قزل‌اوزن. غلام‌حسن جعفری. پایـان‌نامـه کارشناسی ارشد. دانشگاه زنجان.دانشکده علوم انسانی. زنجان.

رضایی مقدم، محمدحسین؛ ثروتی، محمدرضا،؛ اصغری سراسکانرود، صیاد؛ ۱۳۹۰. بررسی مقایسه‌ای الگوی پیچان‌رود با استفاده از تحلیل هندسه فراکتالی و شاخص‌های زاویه مرکزی و ضریب خمیدگی (مطالعه موردی: رودخانه قزل‌اوزن). پژوهش‌نامه مدیریت حوضه آبخیز. سال دوم. شماره ۳. صص ۱۸-۱.

رضایی مقدم، محمدحسین؛ ثروتی، محمدرضا؛ اصغری سراسکانرود، صیاد؛ ۱۳۹۱. بررسی الگوی پیچان‌رودی رودخانه قزل‌اوزن با استفاده از شاخص‌های ضریب خمیدگی و زاویه مرکزی (محدوده بین ۳۰ کیلومتری شهرستان میانه تا مرز سیاسی استان زنجان). فصلنامه علمی-پژوهشی انجمن جغرافیای ایران. دوره جدید. سال دهم. شماره ٣٤. پاییز. صص ۱۰۲-۸۵.

سیف، عبدالله؛ محمدی، ملیحه؛ ۱۳۸۹. تفکیک و شناسایی شکلی واحدهای پلایای گاوخونی به‌منظور تهیه نقشه‌های ژئومورفولوژی. مطالعات جغرافیایی مناطق خشک. سال اول. شماره اول. پاییز. صص ٣٤-١٧.

قدوسی، جمال؛ ۱۳۸۲. مدل‌سازی مورفولوژی فرسایش خندقی و پهنه‌بندی خطر آن (مطالعه موردی: آبخیز زنجان- رود). رساله دکتری آبخیزداری. دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران. ٣٦٦ ص.

قنبرزاده، هادی؛ بهنیانفر، ابوالفضل ؛ پزشکی، محمود؛ ۱۳۸۵. بررسی علل و عوامل ناپایداری دامنه‌ها در حوضه آبریز تبارک آباد قوچان. مجله علوم جغرافیایی. شماره ۲. زمستان. صص ۱۲۱-۱۰۲.

کرم، امیر؛ رحیمی هرآبادی، سعید؛ احمدی، مهدی ؛ هدائی‌آرانی، مجتبی؛ ۱۳۹۲. مفهوم تعادل، آستانه‌های بحرانی در سیستم‌های ژئومورفولوژی و جایگاه آن در پایداری محیط. اولین همایش ملی جغرافیا و پایداری محیط. اسفند. دانشگاه رازی. صص ۱۱-۱.

کک، روژه؛ ۱۳۸۷. ژئومورفولوژی اقلیمی. ترجمه؛ محمودی، فرج‌الله. جلد دوم. چاپ پنجم. انتشارات دانشگاه تهران. ٤٢٠ ص.

لشته‌نشایی، میر احمد؛ مهرداد، میر عبدالحمید؛ عاطف‌یکتا، رضا ؛ مهرمطلق، محسن؛ ۱۳۹۰. بررسی روند آبدهی و رسوب‌دهی رودخانه سفیدرود. اولین کنفرانس بین‌المللی و سومین کنفرانس ملّی سد و نیروگاه‌های برق‌آبی. صص ۷-۱.

لشته‌نشایی، میر احمد ؛ مهرمطلق، محسن؛ ۱۳۸۱. بررسی روند آبدهی و رسوبدهی رودخانه قزل‌اوزن. ششمین سمینار بین‌المللی مهندسی رودخانه دانشگاه شهید چمران اهواز. صص ١٤٥-١٣٩.

نظری‌پور، حمید؛ دوستکامیان، مهدی ؛ علیزاده، سارا؛ ١٣٩٤. بررسی الگوهای توزیع فضایی دما. بارش و رطوبت با استفاده از تحلیل اکتشافی زمین‌آمار (بررسی موردی: نواحی مرکزی ایران). مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ٤١. شماره ۱. صص ۱۱۷-۹۹.

Chang, K.T. (2004). *Introduction to geographic information system*. 2nd edition, NewYork, Mcgrow Hill's press.

Charlton, R. (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, Routledge's press.

Elverfeldt, K.V. (2011). System Theory in Geomorphology.*Zeitschrift fur Geomorphologic,55(3)*, 87-108.

Hack, I. T. (1975). *Dynamic equilibrium and landscape evolution in: W.N.Melhom and R.c.Flemal(Edition), Theories of Landform Development*. New York:St. Binghamton's press.

Hammond, K. (2000).The geography and ecology of diversification in Neotropical freshwaters. *Nature Education Knowledge, 1, 13-19.*

Huggett, R. J. (2011). *Fundamentals of Geomorphology*. Second Edition,Routledge's press.

Marzolff, I., &Poesen,J. (2009). The potential of 3D gully monitorin with GIS using high-resolution aerial photography and a digital photogrammetry system. *Geomorphology111*, 48-60.

Mckee, T. B., Doesken, N.Y., & Kleist J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales, Preprints. *8Th conference of Applied Climatology, 17-22 January Anaheim CA*, 179-189.

Vitek, J.D., Giardino, J.R. (1993). Geomorphology: the research frontier and beyond, augustus. *Ge*6 p.